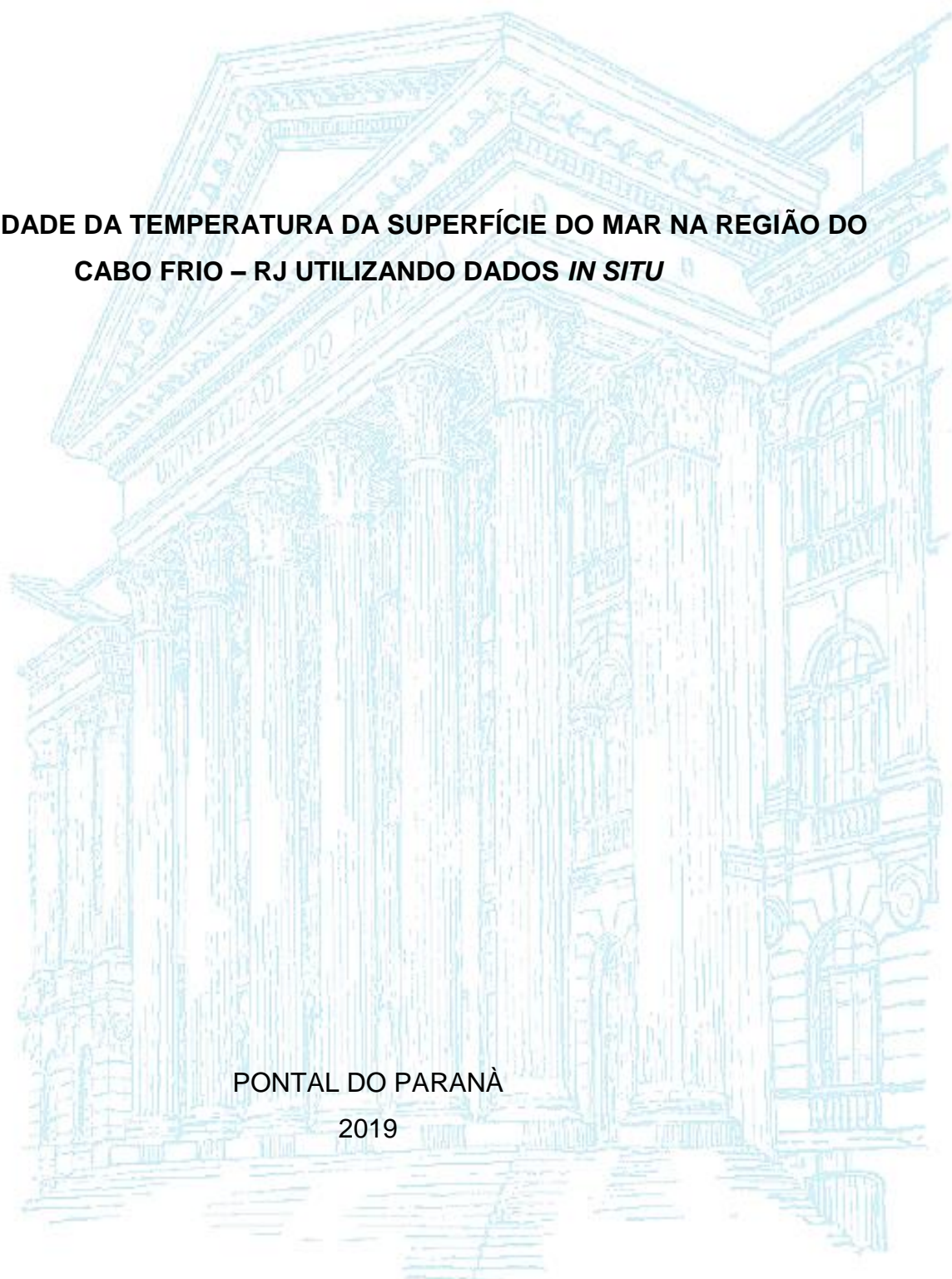


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA

IZABELLE NOVICKI BERTOLDI

**VARIABILIDADE DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR NA REGIÃO DO
CABO FRIO – RJ UTILIZANDO DADOS *IN SITU***

PONTAL DO PARANÁ
2019



IZABELLE NOVICKI BERTOLDI

VARIABILIDADE DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR NA REGIÃO DO
CABO FRIO - RJ UTILIZANDO DADOS *IN SITU*

Monografia de Conclusão de Curso apresentada como
requisito parcial para a obtenção do título de Bacharel
em Oceanografia, Setor de Ciências da Terra, da
Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Marone

TERMO DE APROVAÇÃO

Izabelle Novicki Bertoldi

“VARIABILIDADE DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR NA REGIÃO DE CABO FRIO-RJ UTILIZANDO DADOS IN SITU”


Monografia aprovada como requisito parcial para a obtenção do grau de
Bacharel em Oceanografia, da Universidade Federal do Paraná, pela
Comissão formada pelos membros:



Prof. Dr. Mauricio Almeida Noernberg - CEM/UFPR



Prof. Dr. Fernando Augusto Silveira Armani - CEM/UFPR



Dr. Rogerio Nader Candella - IEAPM/RJ



Prof. Dr. Eduardo Marone
Presidente

Pontal do Paraná, 13 de dezembro de 2019.

“Agir, eis a inteligência verdadeira. Serei o que quiser. Mas tenho que querer o que for. O êxito está em ter êxito, e não em ter condições de êxito. Condições de palácio tem qualquer terra larga, mas onde estará o palácio se o não fizerem ali? ” –
Fernando Pessoa

RESUMO

A ressurgência costeira é um processo de afloramento de águas do oceano de subsuperfície à superfície, ricas em nutrientes, caracterizado por anomalias frias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM). Este fenômeno é observado na região do Cabo Frio –RJ (23°S/42°W) devido à posição da linha de costa e está diretamente ligado com o regime de ventos local. Os ventos de nordeste originados no Anticiclone Semi-Permanente do Atlântico Sul (ASAS) promovem o processo, alterando a temperatura da superfície do mar para valores abaixo de 18°C. Este trabalho utilizou dados de uma boia meteoceanográfica operada pelo Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM) durante julho de 2013 a julho de 2015 na região do Cabo Frio. A análise da TSM permitiu caracterizar 21 eventos de ressurgência, com valores, em média, iguais ou abaixo de 18°C. Os estudos mostraram que o mês de novembro de 2013 se comportou mais anormalmente frio, em termos de ocorrência de eventos e com a menor TSM registrada. A média da direção do vento durante a análise foi do quadrante leste/nordeste, favoráveis ao evento de ressurgência. Os eventos são interrompidos pela passagem de sistemas frontais, alterando o regime de ventos para sul/sudeste. A principal variável responsável por desencadear o fenômeno na região foi a componente meridional do estresse do vento, a qual possibilita o transporte de água na camada superficial de Ekman em direção ao oceano. Em eventos de ressurgência, o transporte de Ekman teve a direção preferencial para sudeste. A radiação não se mostrou uma forçante significativa nesta área, uma vez que mesmo com alta incidência na superfície, não foi o suficiente para aquecer a TSM.

Palavras-chave: Ressurgência costeira. Variabilidade da TSM. Dados in situ

ABSTRACT

Coastal upwelling is a process of outcropping subsurface ocean nutrient-rich waters up to the surface, characterized by sea surface temperature anomalies (SST). This phenomenon is observed in the Cabo Frio (23°S/42°W) region due to the shoreline position and is directly linked to the local wind patterns. Northeast winds from South Atlantic Anticyclone (SAA) promote the process by changing the sea surface temperature below 18 °C. This work used data from a meteoceanographic buoy operated by the Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM) from July 2013 to July 2015 in the Cabo Frio region. SST analysis allowed to characterize 21 upwelling events, with values, on average, equal to or below 18 °C. The studies showed that November 2013 behaved more anomalously cold, in terms of event occurrence and with the lowest SST recorded. The average wind direction during the analysis was from the East/Northeast quadrant, favourable to the upwelling event. The events are interrupted by the passage of frontal systems, changing the wind pattern to South/Southeast. The principal variable to drive the phenomenon in the region was the meridional component of wind stress, which promotes the transport of water on the Ekman surface layer towards the ocean. In upwelling events, the Ekman transport went to southeast direction. Radiation was not a significant forcing in this area once it was not enough to heat the SST, even with high incidence on the surface.

Key words: Coastal Upwelling. Variability of SST. In situ data

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	8
1.1	OBJETIVOS.....	9
1.1.1	OBJETIVO GERAL.....	9
1.1.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	9
1.2	REVISÃO DA LITERATURA	10
1.2.1	O MECANISMO DA RESSURGÊNCIA.....	10
1.2.2	A RESSURGÊNCIA EM CABO FRIO.....	13
2	MATERIAL E MÉTODOS.....	14
2.1	ÁREA DE ESTUDO	14
2.2	CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA	16
2.3	BOIA JANIS.....	17
3	RESULTADOS E DISCUSSÕES	21
3.1	CARACTERIZAÇÃO DO REGIME DE VENTOS.....	21
3.2	CARACTERIZAÇÃO DOS EVENTOS DE RESSURGÊNCIA	24
3.3	VARIABILIDADE DA TSM	25
3.4	VARIABILIDADE DO ESTRESSE DO VENTO E CAMADA DE EKMAN	26
3.5	MAIOR ANOMALIA DA TSM: NOVEMBRO DE 2013	28
4	CONCLUSÃO.....	32
	REFERÊNCIAS.....	33

1 INTRODUÇÃO

A Temperatura da Superfície do Mar (TSM) pode apresentar episódios de anomalias frias, sendo um destes conhecido como ressurgência. A ressurgência é o principal processo oceanográfico que disponibiliza nutrientes na superfície do mar proveniente de uma água adjacente de regiões profundas, que é mais fria e densa. Este mecanismo é intrinsecamente físico e de mesoescala, o qual se desenvolve comumente às margens leste das costas dos oceanos subtropicais. As regiões em que ocorrem o fenômeno apresentam altas taxas de produtividade biológica, induzindo o aumento dos fluxos orgânicos na coluna d'água e nos sedimentos (INNECO, 2012). Também pode ocasionar impacto em processos locais atmosféricos como a brisa marítima, influenciando o tempo, o transporte e a deposição de poluentes (GILLIAM et al., 2004). No Oceano Pacífico, destacam-se locais que possuem o fenômeno como Chile, Peru e Califórnia e no Oceano Atlântico, no noroeste da África e no sul de Benguela (FRANCHITO et al., 1998). A ressurgência ocorre devido ao movimento de ascensão de águas de subsuperfície até a superfície, resultante da divergência positiva do transporte horizontal induzido pelo vento na camada superior do oceano (RODRIGUES, 1997). O aumento da produtividade biológica decorrente da disponibilidade de nutrientes na superfície acelera toda a cadeia trófica local e, embora representem menos de 1% da superfície total dos oceanos, essas regiões contribuem com cerca de 50% do estoque pesqueiro mundial (RODRIGUES, 1973).

A presença de água mais fria na superfície também pode ser resultado da divergência positiva do transporte na camada superior do oceano ocasionada pela proximidade da costa, estando diretamente ligada a combinação entre a disposição dos ventos fluindo paralelamente à costa e o bombeamento de Ekman, caracterizada como ressurgência costeira.

Ekman (1905) mostrou que o efeito da força de Coriolis sobre a circulação superficial gerada pelo vento através do atrito na superfície, causa um transporte médio na coluna d'água a 90° do vento, e as correntes horizontais geradas pelo vento associadas a este transporte podem induzir movimentos verticais na base da

camada, chamada de camada de Ekman. Esse mecanismo é conhecido como transporte de Ekman, o qual é responsável por carregar águas superficiais dos continentes para o oceano aberto (à esquerda no Hemisfério Sul e à direita no Hemisfério Norte). Se a água é continuamente retirada da costa, deve haver uma reposição. Como consequência, ocorre o afloramento de águas mais profundas, evidenciando o fenômeno de ressurgência costeira.

Comparada às grandes ressurgências que ocorrem no globo, a ressurgência do Cabo Frio aparece como um fenômeno de escala espacial bem reduzida. Porém, esta região é responsável pelo desenvolvimento e manutenção de uma frente térmica da temperatura do mar que separa as águas frias costeiras e a água quente influenciada pela Corrente do Brasil (CB). Através de análises físicas das anomalias da TSM se obtém a compreensão deste fenômeno que possibilita diversos benefícios para as comunidades biológicas, alterações em processos atmosféricos e no clima local.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 OBJETIVO GERAL

Este trabalho tem como objetivo investigar a variabilidade em curta escala de tempo da TSM à fim de caracterizar as anomalias frias ocasionadas pelos eventos de ressurgência em Cabo Frio - RJ, utilizando dois anos de dados in situ de variáveis meteorológicas e oceanográficas.

1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS:

Os objetivos específicos deste estudo são:

- a) Analisar a variação da TSM entre os meses de estudo;
- b) Estudo de cartas sinóticas para validar a resposta da TSM à circulação atmosférica;
- c) Análise da temperatura da água do mar na coluna d'água à fim de observar a intrusão da Água Central do Atlântico Sul (ACAS);
- d) Análise da profundidade da camada de Ekman;
- e) Compreender o transporte de Ekman nos eventos de ressurgência;

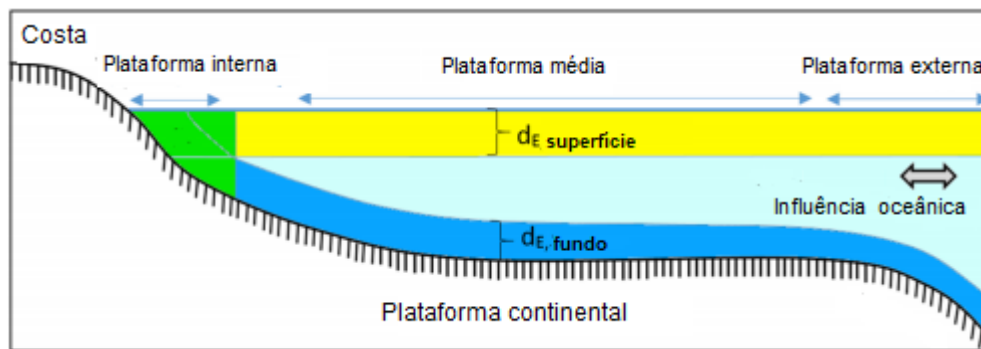
1.2 REVISÃO DA LITERATURA

1.2.1 O MECANISMO DA RESSURGÊNCIA

O processo físico de ressurgência costeira induzida pelo vento, pode ser dividido em duas componentes: Transporte de Ekman e bombeamento de Ekman. O transporte está associado ao divergente originado pela ação do vento na presença da costa, causado pelo estresse do vento. O bombeamento está ligado ao divergente gerado pelo rotacional do estresse do vento. O rotacional do estresse do vento refere-se ao ajuste vertical da piconclina associado ao campo de variação espacial do estresse do vento (SVERDRUP et al., 1942). A diferença entre os efeitos do estresse do vento e do rotacional do vento é que o bombeamento de Ekman causado por este último gera um fluxo exclusivamente vertical, enquanto o transporte ocorre transversalmente em toda a plataforma, na camada de Ekman. (KRAUS E BUSINGER, 1994).

A camada de Ekman é uma região que se encontra nos limites verticais, possuindo uma camada de fundo e uma de superfície (FIGURA 1). A espessura das camadas é influenciada pela força de Coriolis em função da latitude, a magnitude da tensão do vento e pela estratificação da densidade. Dentro da camada, o estresse do vento é equilibrado pelas forças de Coriolis e de atrito, e ocorre o transporte de massa ou de volume derivado da dinâmica de Ekman. O transporte de Ekman nos eventos de ressurgência ocorre anterior a plataforma interna, na região em que há a separação vertical das duas camadas. As influências do oceano aberto são limitadas na região de quebra de plataforma. Uma região precisa ser profunda o suficiente para que haja a separação das camadas de fundo e de superfície (KÄMPF, 2017). Em águas rasas, com profundidades de 10 a 50 m, as duas camadas se sobrepõem e interferem-se devido ao atrito, podendo se cancelar parcialmente, resultando em movimentos de água mais alinhados com a direção do vento. Em regiões de latitudes médias, em escalas de tempo de alguns dias ou mais, o efeito de atrito da tensão do vento é limitado a uma camada Ekman superficial com espessura de até, aproximadamente, 100 m (KÄMPF; CHAPMAN, 2016).

FIGURA 1 – REPRESENTAÇÃO DAS CAMADAS DE EKMAN (DE) DE SUPERFÍCIE, EM AMARELO E DE FUNDO, EM AZUL.

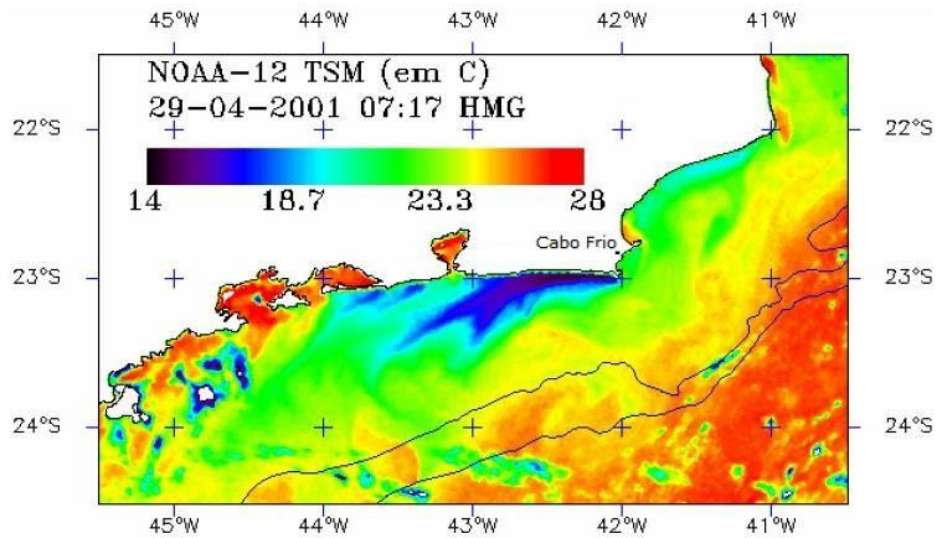


FONTE: Adaptado de KÄMPF (2017)

O campo da temperatura em profundidade é influenciado pelo vento, ressurgência e pela subsidência da camada de mistura. Sabe-se que além do vento, a dinâmica da camada de mistura pode ser uma forçante da ressurgência (BRINK et al., 1983). A distribuição vertical da temperatura da massa d'água em regiões de ressurgência costeira é bem homogênea, podendo chegar a 50 m de profundidade, e no inverno, este limite pode se estender até 125 m em eventos ocasionais e regiões em que o fenômeno é intenso (ZUTA, 1969).

De acordo com ARTHUR (1965), a ressurgência tende a ser mais intensa atrás de cabos, devido ao aumento da vorticidade relativa forçada pela presença deste e ação da corrente. No Brasil, há 3 regiões em que o fenômeno acontece, sendo uma localizada ao sul do país, em Cabo de Santa Marta (SC), e na região sudeste, em Cabo de São Tomé (RJ) e Cabo Frio (RJ). A ressurgência costeira do Cabo Frio (FIGURA 2), devido ao padrão de ventos combinado a topografia de fundo e mudança na orientação da linha de costa, é considerada a mais intensa e recorrente do país (RODRIGUES e LORENZZETTI, 2001). A água ressurgida na região é proveniente da massa da Água Central do Atlântico Sul (ACAS), rica em nutrientes e possui temperatura entre 13 °C e 18 °C. A temperatura indicativa da ressurgência é, portanto, 18 °C ou inferior (SILVA et al., 2006).

FIGURA 2 – IMAGEM TERMAL MOSTRANDO O FENÔMENO DE RESSURGÊNCIA EM CABO FRIO.



FONTE: Adaptado de NOAA (acessado em 2016).

A profundidade onde a ACAS se encontra na coluna d'água é um dos fatores que influencia neste processo. Em menores profundidades, existe maior predisposição ao afloramento, enquanto mais profunda, o processo não ocorre tão facilmente (TORRES JR., 1995). De uma maneira geral, no período de verão, a ACAS encontra-se mais rasa, ocupando de forma mais efetiva a região da plataforma continental, tanto em termos de ocorrência, quanto em intensidade, e tem como uma das consequências, a intensificação dos eventos de ressurgência nesta época do ano (CANDELLA, 1999).

Perturbações no campo de vento na baixa atmosfera acarretam em mudanças na direção preferencial do transporte de Ekman, principalmente em sua componente perpendicular à linha de costa, correspondente a componente meridional (v) (COLBERG et al., 2004), potencializando ou diminuindo a ressurgência no local. O rotacional das tensões de cisalhamento do vento associado a componente da ressurgência possuem grande importância na variabilidade espacial dos eventos. A intensificação do processo nas proximidades do Cabo Frio tem contribuição do bombeamento de Ekman forçado pela divergência criada pelo rotacional. Valores negativos são favoráveis ao processo de ressurgência e são encontrados na região do Cabo Frio ao longo de todo o ano, com intensificação no período de primavera e verão (CASTELÃO e BARTH, 2006). Na maioria das regiões, a intensificação do fenômeno é maior no verão e na primavera, com exceção da costa do Peru, onde é

mais intenso no inverno (BOWDEN,1983). A intensidade da ressurgência pode ainda variar ao longo da costa.

Naturalmente, nem todos os processos de ressurgência seguem o mesmo padrão de explicação, e alguns casos apresentam grande complexidade de estudo. Embora a ressurgência geralmente esteja confinada a uma estreita faixa da região costeira, vários estudos (CAMPOS, 1995; CAMPOS et al., 1996; GONÇALVES, 2000) mostraram que ela pode ser afetada não só pelos processos dinâmicos e forçantes locais em variações sazonais, mas também pelos processos de mesoescala que ocorrem na plataforma continental. Na região sudeste brasileira, o meandramento ciclônico da CB, componente da Corrente de Contorno Oeste (CCO) do Brasil, que por sua vez constitui a CCO do giro subtropical do Atlântico Sul, podem ser chamados de vórtices. Acredita-se que os vórtices ciclônicos possam contribuir tanto na ressurgência de quebra de plataforma como a costeira, favorecendo o fenômeno nessa área e o afloramento da ACAS sob a plataforma continental em direção às praias.

1.2.2 A RESSURGÊNCIA EM CABO FRIO

Os primeiros estudos sobre a ressurgência na região do Cabo Frio são da década de 50. Allard (1955), analisando os dados observacionais da Companhia nacional de Álcalis, apresentou a primeira evidência de que os ventos de Nordeste (NE) estão associados a temperaturas mais frias da superfície do mar na região e os ventos de sudoeste a temperaturas mais quentes.

Utilizando a mesma série de dados, Tanaka (1986) mostrou existir uma forte correlação entre a variação TSM, as direções do vento e a sazonalidade da ressurgência. O autor mostrou que a primavera e o verão constituem a época mais propícia ao fenômeno da ressurgência, ocorrendo com maior intensidade no verão e com maior frequência e menor intensidade na primavera. Paiva (1993) mostrou que, após a incidência de ventos predominantemente de NE ao longo de 4 dias, ocorre o afloramento de águas frias na região. No verão, o tempo típico de resposta à ação do vento fica próximo a 2 dias. No inverno, este tempo aumenta, podendo até mesmo não ocorrer ressurgência por indisponibilidade da ACAS (TORRES JR., 1995), embora o vento persista.

Amor (2004) mostrou que a intrusão da ACAS na plataforma continental é modulada fortemente pelo vento em uma escala sazonal, associada às oscilações sazonais do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) sobre o oceano, o qual está associado a circulação atmosférica local. O autor conclui que as passagens de frentes frias inibem a intrusão da ACAS por 1 a 2 dias, e ventos de Sudoeste (SO) muito intensos removem parcialmente a ACAS da plataforma continental por 1 dia.

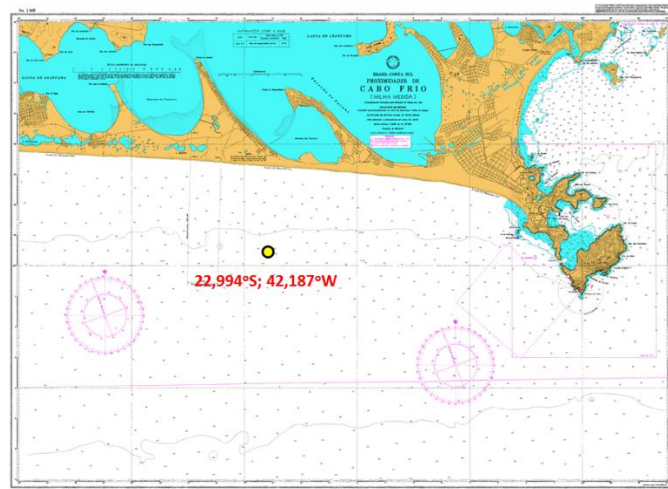
Ribeiro (2010) analisou a média anual da TSM com uma série de 10 anos (1971 – 1980) de dados horários fornecidos pela Companhia Nacional de Álcalis. A média da TSM nos meses de outono-inverno foi maior que nos meses de primavera e verão, com destaque para o mês de outubro. O autor mostrou que o número de ocorrências de afloramento de ACAS é maior nos meses de primavera – verão, mantendo uma relação inversa com a média da TSM. Essa característica está associada ao fato de a ACAS estar mais disponível no verão, pois, conforme Campos (1995), essa massa d'água é introduzida na plataforma continental devido à ressurgência de quebra de plataforma, decorrente da presença de vórtices da CB, que flui ao largo da costa. No inverno, a intensidade dos ventos de NE é menor que no verão, então a ACAS aflora com menor frequência.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 ÁREA DE ESTUDO

A costa do Brasil está localizada no lado oeste do Oceano Atlântico Sul. Porém, o aparecimento de águas frias na região do Cabo Frio (23°S e 42°W) (FIGURA 3) no Estado do Rio de Janeiro, está presente nas cartas náuticas portuguesas desde o século XVI, e é associado ao processo de ressurgência costeira (TORRES JR., 1995). O estreitamento da plataforma continental e a presença contínua de fortes ventos de quadrante Leste (E) e NE, característico de "bom tempo" e oriundos do ASAS, possibilitam o aparecimento da água de ressurgência na região (VALENTIN *et al.*, 1987; PAIVA, 1993).

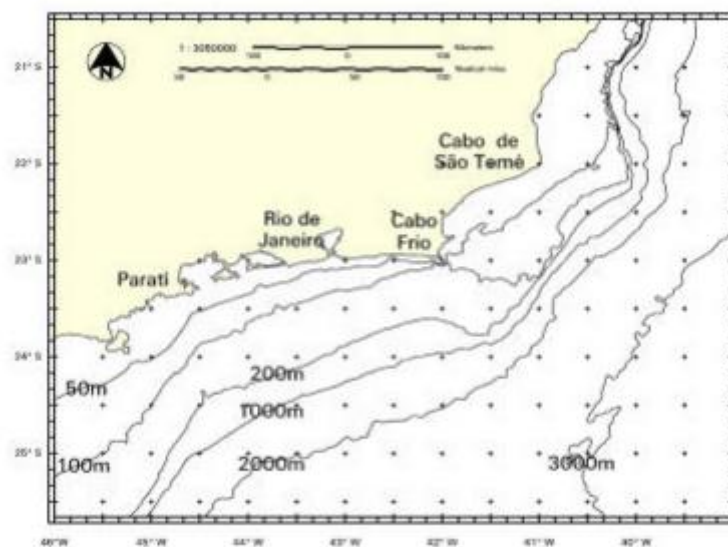
FIGURA 3 – ÁREA DE ESTUDO DEMONSTRADA NA CARTA NÁUTICA N° 1508. O CÍRCULO AMARELO NA PARTE ESQUERDA INFERIOR INDICA A POSIÇÃO DA BOIA (22,994°S;42,187°O).



FONTE: IEAPM

O relevo submarino do Cabo Frio (FIGURA 4) é o que difere esta região de outras áreas de ressurgência do Brasil. Grandes profundidades podem ser encontradas bem próximas à costa devido à proximidade das isóbatas, estreitando a plataforma continental. O gradiente batimétrico pronunciado é outra característica peculiar, enquanto que em regiões próximas o gradiente é mais intenso próximo a quebra de plataforma (RODRIGUES, 1997). Essas características contribuem para a formação e amadurecimento da ressurgência na região.

FIGURA 4 – MAPA BATIMÉTRICO DA REGIÃO DO CABO FRIO

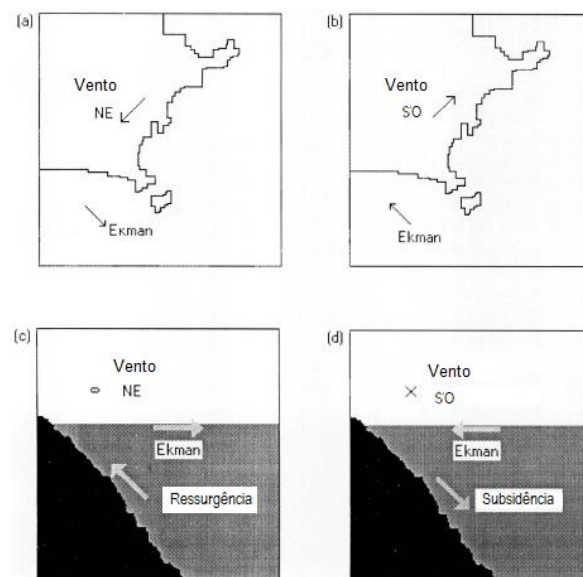


FONTE: Carvalho, Cabral e Fernandez (2003)

A ação contínua desses ventos associados à orientação da linha de costa desencadeia o bombeamento e o transporte de Ekman em Cabo Frio, conduzindo o afastamento da Água Costeira (AC) em direção ao oceano aberto. Essa massa d'água possui temperatura de aproximadamente 23 graus Celsius (°C) (THONSEM, 1962). O deslocamento da AC induz a emergência da ACAS, trazendo nutrientes à superfície nos eventos de ressurgência.

Sob a influência de ventos de quadrante Sul (S) e SO, relacionados comumente às frentes frias de outono e inverno, observa-se a permanência da AC na superfície próxima a costa, em que o transporte de Ekman ocorre do oceano para o continente, o que acaba elevando a TSM nessa época quando comparada as observações no período de verão, inibindo a ressurgência costeira na região (CANDELLA, 1999) (FIGURA 5)

FIGURA 5 – REPRESENTAÇÃO DO MECANISMO DE RESSURGÊNCIA E SUBSIDÊNCIA NA REGIÃO DO CABO FRIO



FONTE: Adaptado de Dourado 2001.

LEGENDA: O desenho (A) e (B) demonstram o vento e a dinâmica de Ekman no plano horizontal nos fenômenos de ressurgência e subsidência. O desenho (c) e (d) representa o plano horizontal de (a) e (b), orientados na direção Norte-Sul

2.2 CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA

A circulação atmosférica na região do Cabo Frio apresenta oscilações sazonais bem definidas e variabilidade espacial marcante (RIBEIRO et al., 2011). Dois sistemas meteorológicos principais proporcionam o regime de ventos presentes: O

ASAS, o qual proporciona os ventos de NE/E e os sistemas meteorológicos frontais, responsáveis pela aparição dos ventos de S/SO (CASTRO e MIRANDA, 1998).

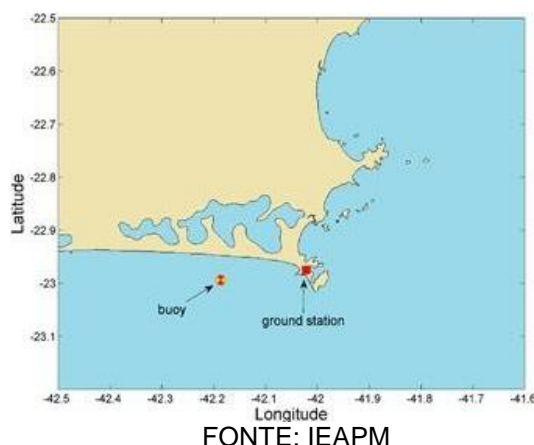
O ASAS é um sistema de alta pressão atmosférica de larga escala com seu núcleo situado na parcela oeste do Atlântico Sul em aproximadamente 30° S. Sua sazonalidade é marcada por duas oscilações longitudinal, estando mais a leste em outubro e abril, mais a oeste entre julho e agosto e, depois, novamente mais a leste entre janeiro e março (MÄCHEL *et al.*, 1998). No período de inverno ele encontra-se mais a norte, próximo ao equador e, com a chegada da primavera ele inicia sua migração para sul. O seu fortalecimento está associado à sua migração para sul, no período do verão. É neste período que a ação dos ventos de NE/E são mais persistentes pois o ASAS encontra-se mais ao sul do Brasil, estando mais disponível para proporcionar os ventos favoráveis a ressurgência. Ao longo do outono e inverno, com a migração do ASAS mais ao norte e devido à intensificação dos sistemas frontais, há o enfraquecimento dos ventos dominantes (NE/E) (CASTRO, 1996).

Os sistemas meteorológicos frontais, ou frentes frias, são sistemas de baixa pressão atmosférica com atuação em escala sinótica na região de ciclogênese do oceano Atlântico Sul, entre 40° S e 60° S (CASTRO, 1996). Na região do Cabo Frio, esses sistemas ocorrem preferencialmente no período de outono e inverno, e a frequência de ocorrência é na ordem de 3 a 6 eventos no mês (STECH e LORENZZETTI, 1992). Embora a atuação persistente dos ventos NE/E, inclusive durante esses períodos, o campo de vento da região é altamente influenciado pela passagem das frentes frias, com a ação dos ventos de S/SO, os quais inibem o fenômeno de ressurgência. Ao longo do ano, a interação entre os sistemas atmosféricos descritos induz mudanças na direção do vento, formando um gradiente espacial de intensidade (STECH e LORENZZETTI, 1992) e rotacional do campo de vento em mesoescala (CASTELÃO e BARTH, 2006).

2.3 BOIA JANIS

Neste trabalho foram utilizados os dados horários de uma boia meteoceanográfica Oceanor Wavescan e dados meteorológicos da estação do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) (FIGURA 5).

FIGURA 5 – VISÃO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO.



FONTE: IEAPM

LEGENDA: Circulo amarelo-vermelho: Posição da boia; Caixa vermelha: Estação meteorológica.

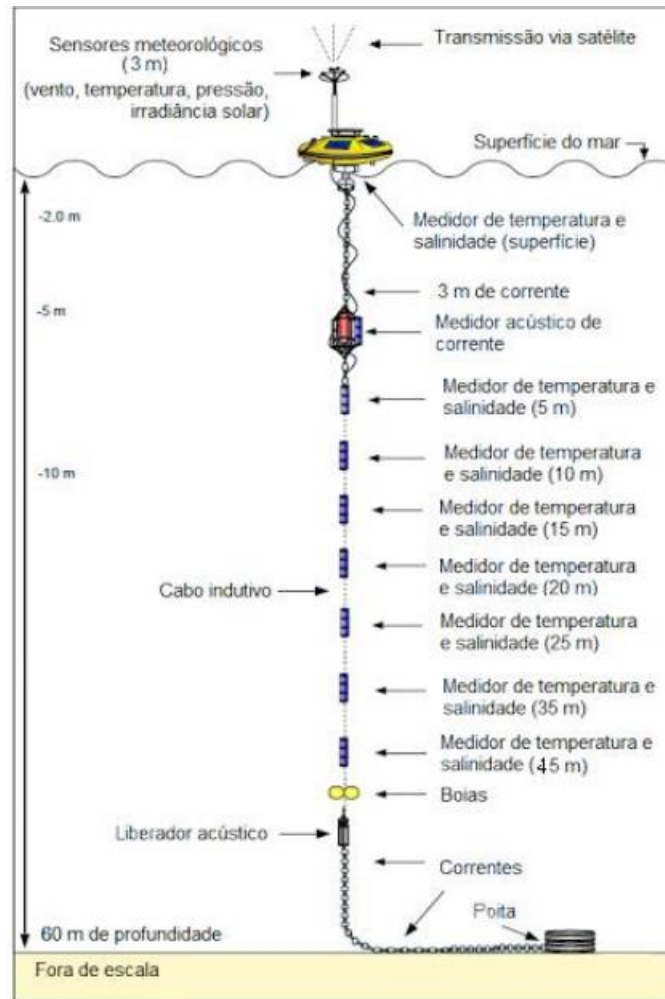
O Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira – IEAPM, da Marinha do Brasil implantou e operou a boia oceanográfica Wavescan fundeada nas coordenadas 22° 59.7'S; 42° 11.2'W, situada a 3 km de distância da costa, a uma profundidade de 60 m, no município de Arraial do Cabo. A boia foi operacional entre julho de 2013 e julho de 2015, coletando dados horários meteorológicos (vento, temperatura) e oceanográficos (temperatura, condutividade, correntes e ondas). A TABELA 1 resume as principais características dos sensores. Um total de 8 sensores de condutividade-temperatura (CT) foram instalados nas profundidades de 0, 5, 10, 15, 20, 25, 35 e 45 m (FIGURA 6). A série de condutividade não abrangeu todo o período de medidas devido a problemas de bioincrustação.

TABELA 1 – PARÂMETROS METEOROLÓGICOS E OCEANOGRÁFICOS

	Variável	Modelo	Precisão
Boia	Temperatura do ar	Oceanor Omega	± 0.1° C
	Pressão	Vaisala PTB330	± 0.10 hPa
	Velocidade do vento	Gill WindSonic	2% (at 12m/s)
	Direção do vento		± 3° (at 12m/s)
	TSM	Aanderaa Sensor 4119	±0.1°C
	Salinidade		± 0.005 S/m
	Perfil da temperatura	SBE 37-IM MicroCAT	0.002 °C
	Perfil da salinidade		0.003 mS/cm
Estação	Umidade	Vaisala QMT 102	0.08° C at 0° C
	Piranômetro	Kipp & Zonen CM 6B	first class (WMO)

. FONTE: IEAPM

FIGURA 6 – REPRESENTAÇÃO DA BOIA E SENSORES UTILIZADOS.



FONTE: IEAPM

Este trabalho utilizou as variáveis da temperatura do ar, radiação solar, o padrão de ventos e a dinâmica de Ekman, além do estudo de cartas sinóticas, para compreender a variação da TSM na região do Cabo Frio durante o período de estudo.

O estresse do vento foi calculado por:

$$\tau = \rho_{ar} C_D W^2 \quad (1)$$

$$10^3 C_D = \frac{2.7}{W} + 0.142 + \frac{W}{13.09} \quad (2)$$

Sendo τ a tensão de cisalhamento, ρ_{ar} a densidade do ar tomada como constante igual a 1.22 kg.m^{-3} , C_D o coeficiente de arrasto e W a velocidade do vento.

A Tensão do vento interage com a camada superficial do oceano por meio dos processos friccionais que se estendem por dezenas de metros de profundidade. As velocidades são mais intensas na superfície e decaem exponencialmente com a profundidade. Esse processo ocorre na camada de Ekman (D_e), a qual foi calculada através da equação:

$$D_e = \pi \sqrt{\frac{2A_z}{|f|}}, \quad (3)$$

onde A_z é o coeficiente de viscosidade turbulento e f é o parâmetro de Coriolis. Para descobrir a relação entre a camada de Ekman e a ação do vento através da corrente da superfície, foram realizadas algumas aproximações. A equação da corrente de Ekman à superfície é dada por:

$$V_o = \frac{(\sqrt{2}\pi\tau)}{(D_e\rho|f|)}, \quad (4)$$

onde ρ é a densidade da água do mar. Substituindo τ na equação, considerando $\rho_{ar} = 1,3 \text{ Kg/m}^3$ e $C_D = 1,4 \cdot 10^{-3}$ um valor fixo para este caso

$\tau = 1,3 \cdot 1,4 \cdot 10^{-3} \cdot W^2$, em que W é a intensidade do vento e a densidade da água do mar é $\rho = 1025 \text{ kg/m}^3$

$$V_o = \frac{\sqrt{2}\pi \cdot 1,8 \cdot 10^{-3} \cdot W^2}{D_e \cdot 1025 \cdot |f|} = 0,79 \cdot 10^{-5} \frac{W^2}{D_e |f|} \quad (5)$$

Através dessa aproximação, se obtém a seguinte estimativa, que não é válida para regiões equatoriais (fora de $\pm 10^\circ$ latitude):

$$\frac{V_o}{W} = \frac{0,0127}{\sqrt{\sin\varphi}}, \quad (6)$$

onde φ é a latitude. Substituindo (3) na equação (6), tem-se:

$$D_e = \frac{4,3W}{\sqrt{\sin\varphi}} \quad (7)$$

A fim de caracterizar a direção e intensidade da quantidade de massa da água deslocada na camada de Ekman, foram calculadas as componentes zonal (M_x) e meridional (M_y) do transporte de Ekman:

$$M_x = \frac{\tau_y}{f\rho} \quad (8)$$

$$M_y = - \frac{\tau_x}{f\rho} \quad (9)$$

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 CARACTERIZAÇÃO DO REGIME DE VENTOS

As estatísticas básicas das variáveis e parâmetros medidas e calculados para o tempo de análise estão na TABELA 2. Analisando os dados de todo o período, observou-se no GRÁFICO 1 que, como esperado, os ventos predominantes são de leste, representando aproximadamente 45% de todas as observações. É também nesta direção que estão presentes com maior frequência (10%) os ventos mais intensos, acima de 9 m/s. Ventos de S e SO representam um pouco mais de 10% e 5% das observações respectivamente sendo, de um modo geral, ventos inferiores a 9 m/s. Ventos de oeste, representam aproximadamente 10% das observações e em torno de 2% destes dados são ventos acima de 9 m/s. A intensidade média do vento para todo o período de observação foi de 5 m/s, com um máximo de 16,7 m/s no mês de agosto de 2013, que junto a julho foram os meses com maiores valores registrados. Essa intensificação dos ventos ocorre com a chegada do inverno. Observa-se no GRÁFICO 2 que, neste período, as frentes frias são mais intensas e a velocidade do vento aumenta, como é observado nos picos do mês de agosto. Isso é causado pela aproximação de uma frente fria, ocasionando intensificação máxima da componente meridional para sul de 16,25 m/s, queda nos valores da temperatura do ar e um aumento na TSM. No verão elas também ocorrem, porém com menor intensidade, não permanecendo por muitos dias. Os ventos de NE são observados com frequência nos meses de novembro, dezembro (2013-2014) e janeiro (2015). Esse regime de ventos se estabelece quando o ASAS começa a sua migração para latitudes maiores. Ao longo da primavera e do verão esse sistema se instala próximo a plataforma continental sudeste brasileira, disponibilizando os ventos com mais frequência.

A persistência dos ventos de NE/E na primavera e no verão causou alterações na TSM. O contrário também se verifica quando existe predominância de ventos de

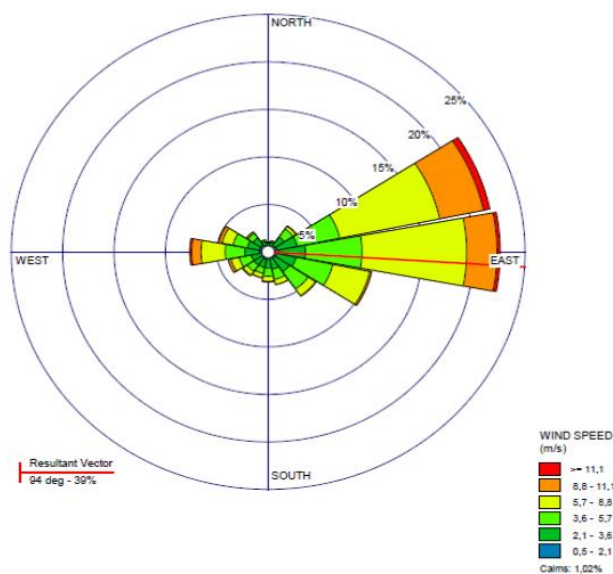
S/SO. Nesse caso o transporte de Ekman é em direção a costa, desencadeando um aumento na temperatura superficial, como ocorre predominantemente no outono e inverno. A incidência marcante de valores positivos nas componentes do vento indica direções associadas ao quadrante L/N, favoráveis a ressurgência. Observa-se também que em alguns eventos, ambas as componentes superam a intensidade de 10 m/s. A componente meridional é a mais intensa e a mais afetada quando há a presença de frentes.

TABELA 2 – PRINCIPAIS ESTATÍSTICAS DAS VARIÁVEIS ANALISADAS

Variável	Unidade	média	dp	min	max
TSM	°C	21.031	2.765	13.31	29.91
Temperatura do ar	°C	22.067	1.862	16.38	32.25
Radiação	W m ⁻²	777	1.111	0	4211
Velocidade do vento	m/s	5.16	2.679	0	16.7
Direção do vento	graus	94	8.529	0	359.3
U zonal	m/s	0.009	2.248	-11.47	11.54
V meridional	m/s	-25.711	4.699	-16.25	14.53
τ_x	N/m ²	0.00977	0.030	-0.165	0.030
τ_y	N/m ²	0.020	0.042	-0.294	0.391
De	m	36.22	18.82	0	117.36
Mx	kg m ⁻¹ s ⁻¹	0.000362	0.00075	-0.00523	0.00694
My	kg m ⁻¹ s ⁻¹	-0.000173	0.00075	-0.00517	0.00293

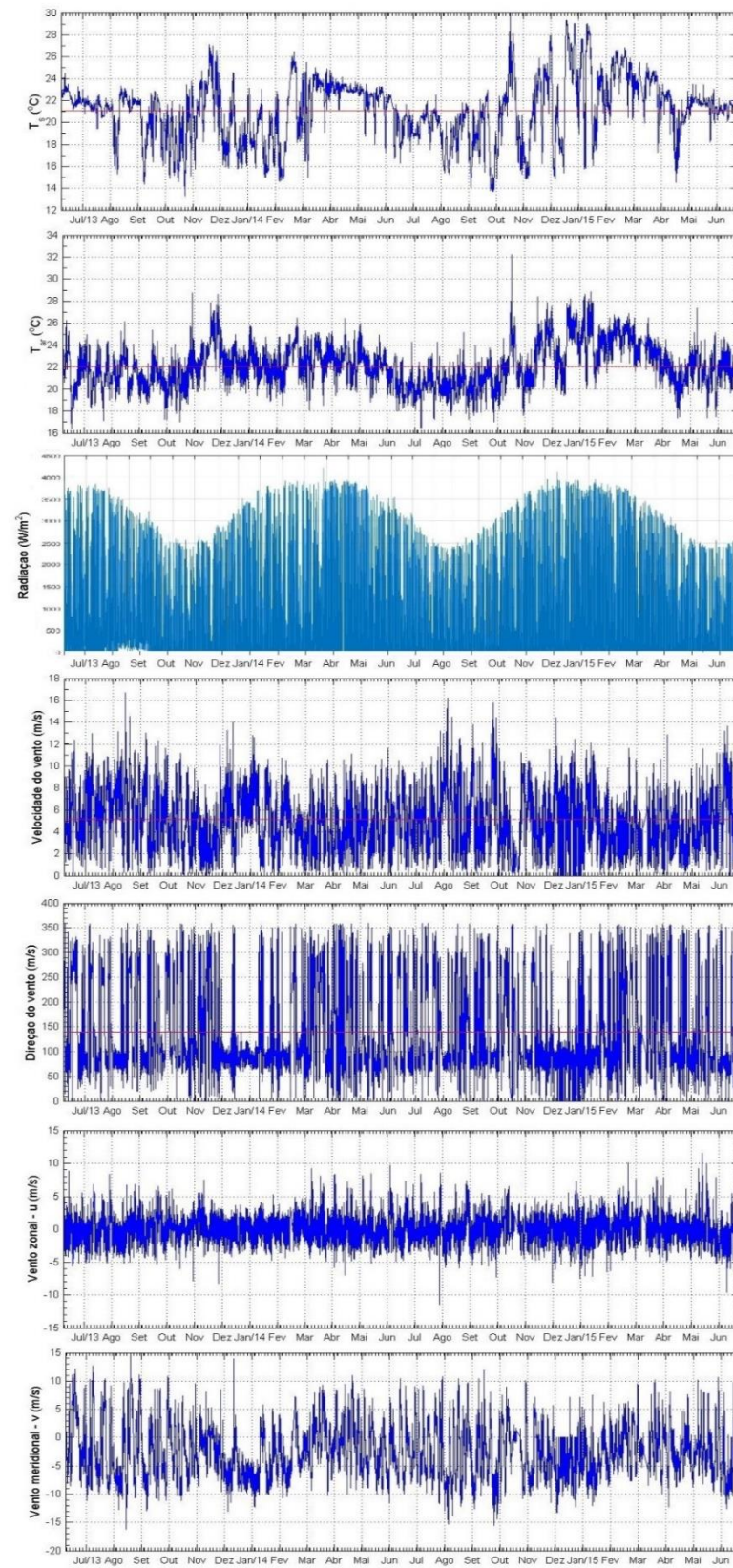
FONTE: O autor (2018)

GRÁFICO 1 – HISTOGRAMA DIRECIONAL DO REGIME DE VENTOS NO PERÍODO DE JULHO-2013 A JULHO-2015 EM ARRAIAL DO CABO.



FONTE: O autor (2016)

GRÁFICO 2 – VARIÁVEIS ANALISADAS NO PERÍODO DE JUL 2013-2015 EM ARRAIAL DO CABO.



FONTE: O autor (2016)

3.2 CARACTERIZAÇÃO DOS EVENTOS DE RESSURGÊNCIA

Ao longo do período analisado foram caracterizados 21 eventos de ressurgência na região de estudo (TABELA 3). As anomalias frias da TSM foram observadas 2806 vezes, nas quais a temperatura registrada foi de 18 °C ou inferior, porém foram considerados eventos de ressurgência os quais a TSM se manteve igual ou inferior a esta temperatura, permanecendo na superfície por 2 dias no período de primavera-verão e 4 dias no outono-inverno. Esses dias foram definidos segundo o tempo de resposta da TSM a ação dos ventos de NE/E (PAIVA, 1993). No período de outono-inverno devido à localização mais profunda que a ACAS se encontra na coluna d'água, é necessária a ação persistente do vento por mais dias para que ela aflore na superfície. Na primavera e no verão a ACAS se encontra em uma parte mais rasa na plataforma, e assim demanda um tempo mais curto da ação dos ventos de NE/E para que aflore na superfície. Sendo assim, os eventos classificados no período de primavera-verão demandam menos dias com a TSM igual ou inferior a 18 °C devido ao processo da ressurgência ser desencadeado mais facilmente em comparação ao outono-inverno. O final do evento é marcado pelo aumento da temperatura, com valores acima de 18 °C, que deve permanecer por no mínimo um dia. Entre os eventos caracterizados, 17 ocorreram na primavera-verão. A média de TSM dos eventos foi de 16,8 °C, com desvio padrão de 1,16. A média da duração dos eventos foi de aproximadamente 5 dias e os mais duradouros ficaram reservados ao período da primavera-verão.

As componentes zonal e meridional do transporte de Ekman indicam a direção para onde o fluxo está sendo transportado, as quais mostram que em eventos de ressurgência na região, o transporte de água é na direção sudeste, representado pelos valores negativos de M_y na TABELA 3. A componente meridional é a mais intensa, sendo a responsável pelo maior transporte de massa. O mês de novembro de 2013 foi o qual apresentou as maiores anomalias da TSM, em intensidade e frequência, e também obteve o transporte de Ekman mais significativo.

No inverno, a ACAS aflora diversas vezes, mas não consegue se estabelecer na superfície por 4 dias, portanto não houve eventos nos períodos de inverno da análise. Os ventos de NE são menos frequentes nesta época e sofrem diversas interrupções por sistemas frontais. A ACAS também não se encontra tão disponível na coluna d'água, sendo assim, encontra dificuldade para vir à superfície. O fim da

ressurgência ocorre mais rapidamente nesse período devido a esses fatores. Nota-se nos valores da TSM na TABELA 3 que os eventos são mais duradouros na primavera e no verão, com um pico mínimo de 13,3 °C em 29 de novembro de 2013. Este comportamento é devido a influência do ASAS, que é mais intenso no verão, o qual, como falado anteriormente, está localizado mais ao sul e se encontra mais persistente nesta época.

TABELA 3 – CARACTERIZAÇÃO DOS EVENTOS DE RESSURGÊNCIA, SUAS PRINCIPAIS ESTATÍSTICAS E TRANSPORTE DE EKMAN

Ano	período	Duração (dias)	TSM (°C)			Mx(kg m ⁻¹ s ⁻¹) My (kg m ⁻¹ s ⁻¹)	
			Mín	Média	DP	Média	Média4
2013	Out	4	14,34	16,6	1,24	0,000824	-0,000582
	Nov	3	16,03	16,87	0,72	0,000944	-0,000739
	Nov	3	14,91	16,38	1,2	0,000484	-0,000121
	Nov	4	15,03	16,25	1	0,000409	-0,000374
	Nov	4	14,62	16,04	0,93	0,000822	-0,000644
	Nov	3	13,31	17,24	1,8	0,000889	-0,000591
2014	Jan	9	15,84	14,94	1,03	0,000937	-0,00051
	Jan	11	15,75	17,59	1,02	0,000862	-0,000371
	Fev	7	16,03	18,21	0,92	0,00106	-0,000624
	Fev	10	15	16,51	1,05	0,000835	-0,000493
	Mar	3	15,94	17,15	0,9	0,000562	-0,000278
	Mar	9	15	17,24	0,81	0,000819	-0,00042
	Set	12	15,28	17,08	1,29	0,00102	-0,000786
	Set	7	16,31	18,41	1,13	0,000791	-0,000462
	Out	7	14,06	16,94	1,69	0,00109	-0,000721
	Nov	11	13,69	15,84	1,58	0,00108	-0,000615
	Dez	14	14,81	16,8	1,48	0,000663	-0,000409
	Dez	14	14,81	16,8	1,48	0,000663	-0,000409
2015	Jan	4	14,81	16,13	1,1	0,00149	-0,000961
	Jan	6	15,38	17,47	0,8	0,00078	-0,000344
	Fev	3	16,03	18	1,42	0,000605	-0,000202
	Mai	5	14,53	16,82	1,3	0,000355	-0,000214

FONTE: O autor (2019)

3.3 VARIABILIDADE DA TSM

A TSM em média observada em todo o período de estudo foi de 21°C com um valor mínimo de 13,3 °C e máximo de 29,9 °C. Por sua vez, a temperatura do ar média observada foi de 22 °C com mínimos e máximos de 16,3 °C e 32 °C, respectivamente. Assim, a temperatura do ar foi, em média, 1 °C mais quente que a temperatura do mar. Embora a diferença entre temperatura do ar e a TSM tenha atingido um máximo positivo de 10 °C, um evento em que a TSM foi 5 °C mais quente que a temperatura

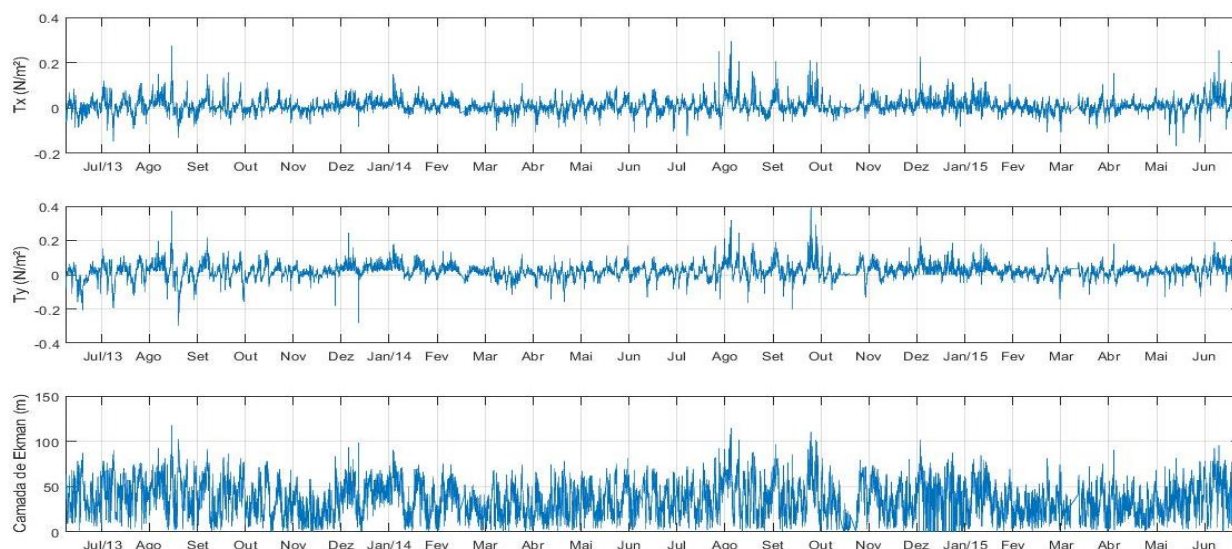
do ar também foi observada. Quando analisamos somente os eventos de ressurgência, observamos que a diferença média entre a TSM e a temperatura do ar aumenta para 8,5 °C. Os ventos também são mais intensos durante estes eventos atingindo 6,3 m/s em média. Os dados de TSM mostraram que 33% dos valores estão abaixo ou igual à 20 °C e 16% abaixo ou igual à 16 °C. Os valores mais baixos estão associados aos ventos de L/NE nos meses de setembro a janeiro. Quando aprofundamos na coluna d'água, observamos que estes valores aumentam gradualmente atingindo, em 45 m de profundidade, 89% e 80% para valores menores ou iguais à 20°C e 18 °C, respectivamente. Nota-se que quando há um enfraquecimento na intensidade das componentes dos ventos, há um aumento na temperatura na superfície, assim como quando as componentes se intensificam, há uma diminuição da temperatura. A radiação teve um máximo de 4211 Wm^{-2} em março de 2013. Essa variável apresentou os valores mais altos no período de primavera-verão e valores mais baixos no período de outono-inverno, como o esperado. Quando se analisa a radiação nos períodos em que ocorrem com mais frequência os eventos de ressurgência (Primavera-verão), nota-se que, apesar dessa variável apresentar alta incidência na superfície nesta época, ela não se mostra uma forçante eficiente para aquecer a TSM quando há a presença do fenômeno.

3.4 VARIABILIDADE DO ESTRESSE DO VENTO E CAMADA DE EKMAN

O GRÁFICO 3 apresenta as componentes zonal e meridional do estresse do vento e a profundidade da camada de Ekman para todo o período de análise. As componentes indicam a direção para onde o vento está indo. Portanto, valores negativos representam ventos de sul e oeste e valores positivos, norte e leste. A componente meridional T_y apresentou maior variação em toda análise em relação à componente T_x zonal, sendo a mais importante na região. A presença de valores positivos relativamente mais altos em T_y indicam o sentido preferencial do vento do quadrante N, atingindo os valores máximos em torno de $0,4 \text{ N/m}^2$ no período da primavera de 2013 e 2014. Nos meses de setembro, outubro e novembro nota-se que há a intensificação positiva máxima das componentes, embora também haja variação negativa marcada pela passagem de sistemas frontais. No verão, nota-se que a estabilidade dos vetores do estresse do vento é mais alta quando comparada ao período anterior, apresentando baixa intensidade e menor variação na direção. No

verão de 2013, cerca de 72% da componente T_x e 81% de T_y estiveram em valores positivos. Em 2014, cerca de 69% em T_x e novamente 81% em T_y se mantiveram com valores positivos. Esse cenário ocorre devido à incidência mais permanente dos ventos de NE/E oriundos do Anticiclone, orientando assim a direção positiva das componentes. A diminuição da intensidade das mesmas é devido a esse período apresentar uma menor velocidade dos ventos. A profundidade da camada de Ekman indica a profundidade até onde o vento exerce influência, a qual depende da velocidade do vento em superfície. A profundidade da camada se mostrou bem variada pois é sensível a mudanças de intensidade do vento e as variações diurnas ficam evidentes. Nota-se que em períodos de vento mais intenso, como no outono e inverno, há um aumento na espessura da camada, a qual teve o pico de 117 m em agosto de 2013, embora a profundidade do local seja 60 m. Portanto este pico indica que com a intensidade do vento incidente, poderia proporcionar uma camada dessa profundidade. No verão, com ventos menos intensos, a camada se apresenta com menor profundidade e se mantém mais homogênea devido a menores oscilações na intensidade do vento.

GRÁFICO 3 – VARIAÇÃO DA COMPONENTE ZONAL E MERIDIONAL (T_x E T_y) DO ESTRESSE DO VENTO E PROFUNDIDADE DA CAMADA DE EKMAN (M) EM JUL 2013-2015

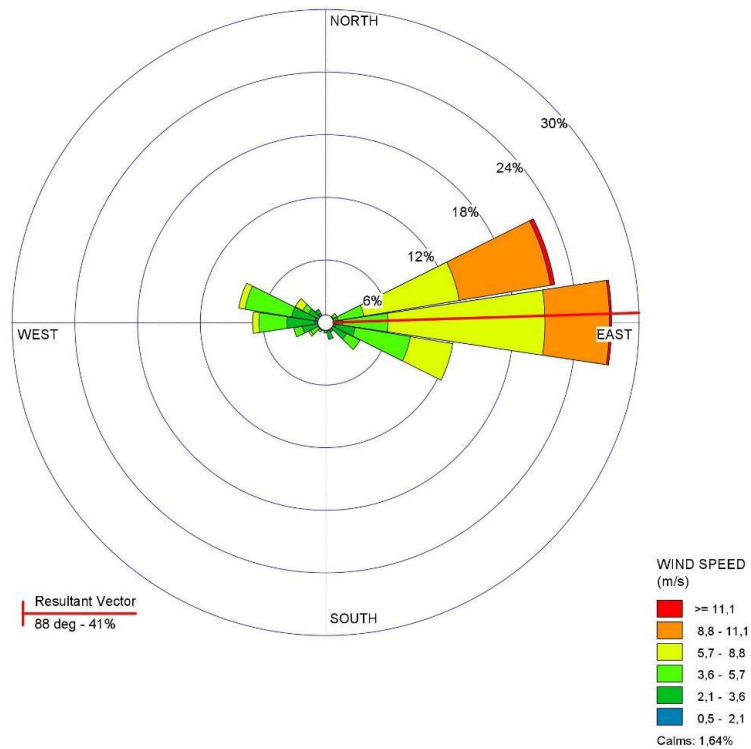


FONTE: O autor (2019)

3.5 ANÁLISE DA MAIOR ANOMALIA DA TSM: NOVEMBRO DE 2013

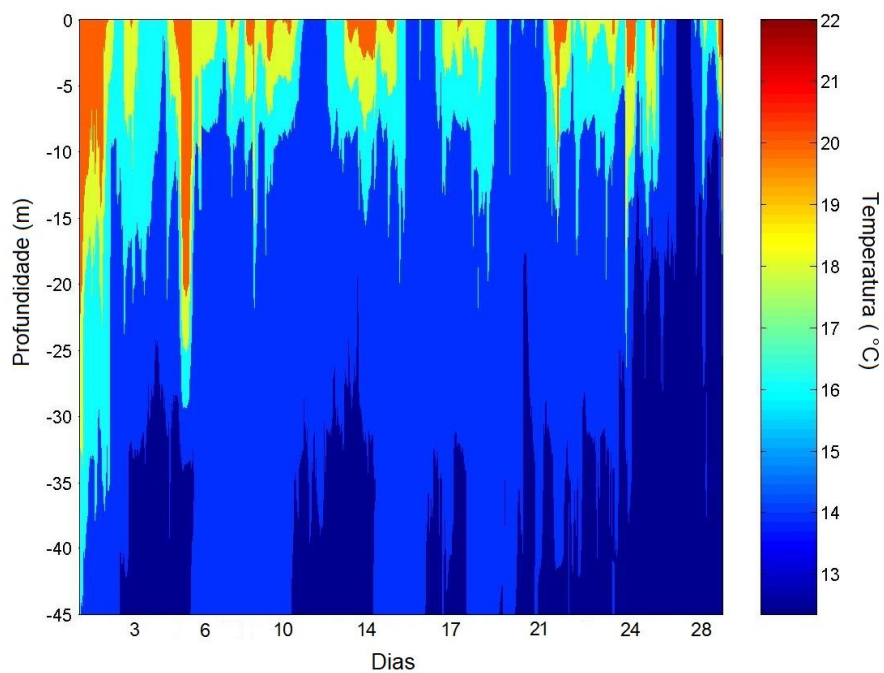
O mês de novembro de 2013 se apresentou com temperaturas abaixo de 18°C por quase todo o período. Sendo assim, foi realizada uma análise para compreender a anomalia da TSM deste mês. O regime de ventos se mostrou preferencialmente para leste, representando 41% das observações. A frequência do vento (20%) de maior intensidade também foi nessa direção, sendo de 5 a 9 m/s. Ventos do quadrante sul não representam 5% e os de sudeste e oeste até 10%, com velocidade abaixo de 9 m/s. Aproximadamente 15% das observações apresentam ventos acima de 9 m/s (GRÁFICO 3). No GRÁFICO 5, pode-se observar que o perfil da temperatura do mar para o mês de novembro se mostra bem variado. No início do mês, observou-se a presença de uma circulação anticiclônica centrada próxima a região de estudo (FIGURA 7). Este padrão, aliado a ventos de baixa intensidade vindos de Sudeste possibilitam um aumento na TSM, em que há um aquecimento das camadas mais profundas, chegando a 18 °C em até aproximadamente 25 m de profundidade. Após esse período, há a presença do ASAS, gerando ventos de leste, dando início a ressurgência (FIGURA 7). A partir do dia 11, a TSM se mantém, em média, abaixo dos 18 °C até o fim do mês, com destaque para o final, em que há a predominância de uma água abaixo de 16 °C que se encontra disponível acima da profundidade média em que é encontrada, em 45 metros. Os intensos ventos de NE/E contribuíram para permanência dessa temperatura. Também durante este período, próximo ao fim do mês, é caracterizado a ressurgência mais intensa de toda a análise, com mínimo da TSM de 13,31 °C no dia 29. Neste dia a radiação obteve um valor máximo de 3689 Wm^{-2} , considerado relativamente alto, indicando que, como falado anteriormente, esta forçante não é eficiente para aquecer a TSM quando ocorre o fenômeno.

GRÁFICO 4 – HISTOGRAMA DIRECIONAL DO REGIME DE VENTOS NO PERÍODO DO MÊS DE NOVEMBRO DE 2013.



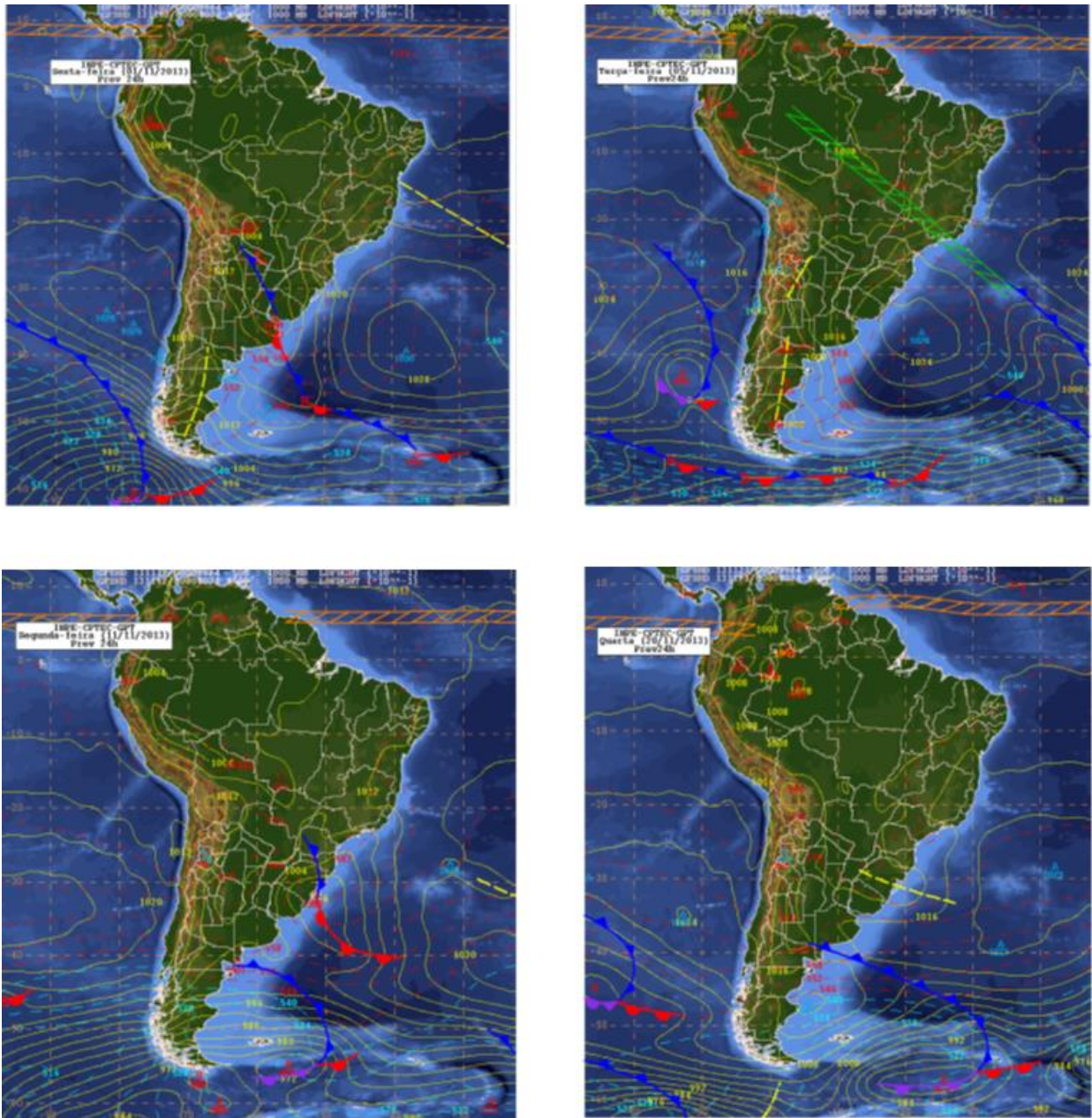
FONTE: O autor (2016)

GRÁFICO 5 – PERFIL DA TEMPERATURA DO MAR NA COLUNA D'ÁGUA, COM PROFUNDIDADE DE 0 A 45 METROS, NO MÊS DE NOVEMBRO DE 2013



FONTE: O autor (2016)

FIGURA 7 – CARTAS SINÓTICAS DOS DIAS 01, 05, 11 E 20 DO MÊS DE NOVEMBRO DE 2013.

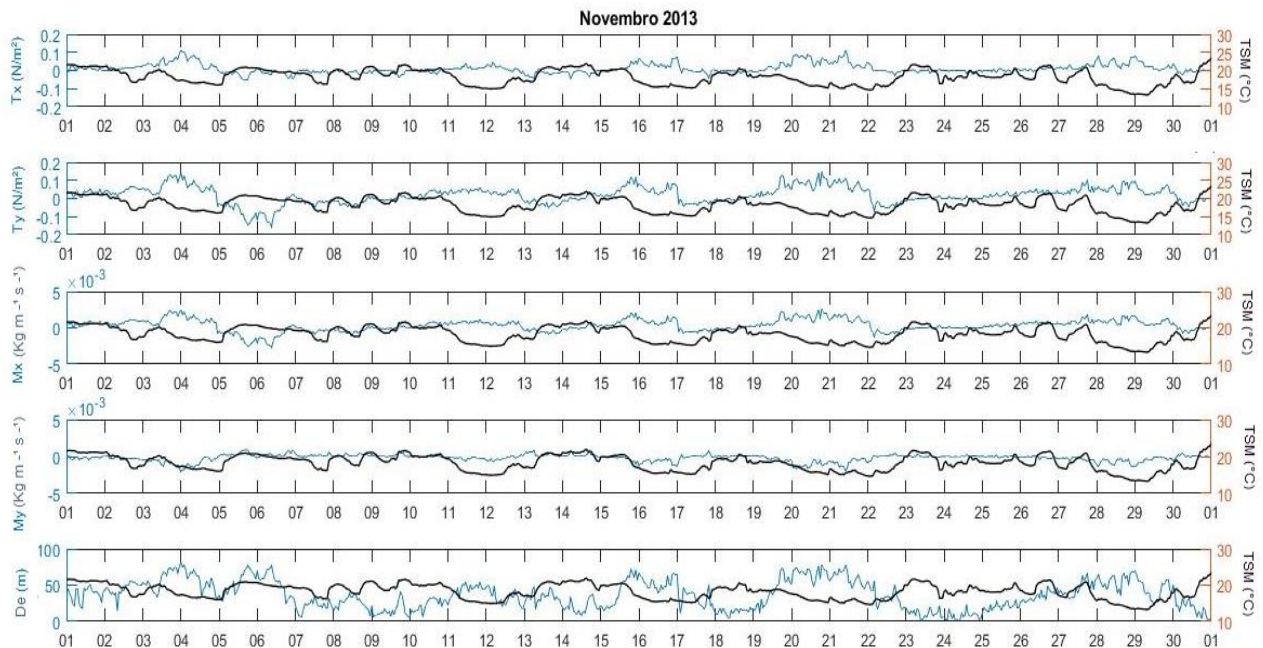


FONTE: INPE/CPTEC

No GRÁFICO 6, pode-se observar o comportamento das componentes do estresse do vento e da dinâmica de Ekman para o mês de novembro de 2013. As componentes do estresse indicam a direção para onde o vento está indo e as componentes do transporte de Ekman indicam a direção para onde o fluxo está sendo transportado. No início do mês, no dia 05, há a passagem de uma frente fria pela região, acarretando uma intensificação negativa na componente meridional do estresse do vento (T_y). A ação desse sistema faz com que a componente zonal do transporte de Ekman (M_x) também se intensifique negativamente, transportando as

águas para oeste, inibindo o afloramento da ACAS. Nota-se que ocorre um aumento da profundidade da camada de Ekman devido à incidência de ventos significativos do quadrante sul, os quais são responsáveis pelo aumento. Após o início do mês, observa-se a formação de 4 eventos de ressurgência bem definidos, com aproximadamente 3 dias de duração. O evento do dia 20 teve o maior transporte de massa na camada de Ekman e a maior profundidade da camada. Pode-se observar na carta sinótica a presença do ASAS (FIGURA 7), que gera os ventos intensos de NE/E, intensificando positivamente as componentes do estresse do vento, responsáveis por desencadear o transporte de Ekman significativo em direção ao oceano, permitindo o afloramento da ACAS e a diminuição da TSM. Após esse evento com maior transporte, a região é atingida por um sistema frontal, ocorrendo um aumento na TSM. Nos dias seguintes, especificamente a partir do dia 28, ocorre o evento com a maior anomalia da TSM de toda a análise, o qual atinge o pico de 13,31°C no dia 29. Com os dados disponíveis infere-se que apesar de observarmos que nesse evento não há a máxima intensidade dos parâmetros da dinâmica de Ekman (M_x , M_y e DE) e das componentes do estresse do vento, devido a ACAS ter aflorado no evento do dia 20 ela já se encontrava mais disponível na coluna d'água, apesar do seu afloramento ser inibido no dia 23 pela passagem da frente. Assim, quando os ventos de L/NE voltam a incidir novamente na superfície no dia 28 e embora não o suficiente para proporcionar a máxima intensidade nos parâmetros citados anteriormente, no dia 29 eles proporcionam a menor TSM do período de estudo.

GRÁFICO 6 – COMPONENTES ZONAL E MERIDIONAL DO ESTRESSE DO VENTO (T_x E T_y), COMPONENTES ZONAL E MERIDIONAL DO TRANSPORTE DE EKMAN (M_x E M_y) E PROFUNDIDADE DA CAMADA DE EKMAN NO MÊS DE NOVEMBRO DE 2013.



FONTE: O autor (2019)

4 CONCLUSÃO

Neste estudo foi investigada a variação da TSM através de medidas *in situ* na região do Cabo Frio, com dados fornecidos pelo IEAPM, no período de julho-2013 a julho-2015. Os resultados mostram que houve 21 eventos de ressurgência, sendo o mês de novembro de 2013 com mais eventos e com a menor TSM registrada na análise. Os ventos de leste, em média, se mostraram os mais abundantes e intensos, junto aos ventos de NE, para região. Foram observadas passagens de sistemas frontais, nos quais houve a persistência de ventos S/SO, responsáveis por inibir o desenvolvimento da ressurgência, elevando a TSM. Como se esperava, os meses com mais eventos foram entre a primavera e o verão, devido à influência do ASAS, que se encontra mais disponível ao sul nestas épocas. A análise do transporte de Ekman mostrou que em eventos de ressurgência, a direção do transporte é para sudeste, em média. A camada de Ekman se mostrou bem variada ao longo de todo período e quando há a ocorrência do fenômeno, há um aumento na espessura da camada. A radiação não se mostrou uma força significativa para aquecer a TSM em eventos de ressurgência. Em suma, diversas anomalias frias na TSM foram observadas na região de estudo, estas derivadas da combinação da disponibilidade

da ACAS com os ventos NE/E, formando este importante fenômeno na região do Cabo Frio. A física dos processos de ressurgência provocada pelo vento na costa é relativamente bem compreendida para situações nas quais a teoria clássica da camada de Ekman se aplica. Porém, em determinados casos não examinados no presente trabalho, há a presença de outras forçantes que interagem com os processos descritos de forma não-linear, e a explicação do fenômeno em determinados eventos permeia além da teoria clássica.

REFERÊNCIAS

Aguirre, E. E. L. H. **Estudos dos efeitos do vento no sistema de ressurgência ao longo da costa peruana através da análise de dados e modelagem numérica.** Tese (Doutorado em Oceanografia) – Instituto Oceanográfico, USP, 2007.

ARTHUR, R. S. On the calculation of vertical motion in eastern boundary currents from determinations of horizontal motion. **J. Geophys**, v. 70, pp.2799-2803, 1965.

BOWDEN, K. F. **Physical oceanography of coastal waters.** Chichester [West Sussex]. E. Horwood ; New York : Halsted Press, 1983

BRINK, K. H.; HALPERN D.; HUYER A; SMITH, R. L. The physical environment of the Peruvian upwelling system. **Progress in Oceanography**, v. 12, p. 285-305, 1983.

CAMPOS, E. D. **Estudo da circulação oceânica no Atlântico tropical e na região oeste do Atlântico subtropical sul.** Tese (Doutorado em Oceanografia) – Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

CAMPOS, E. J. D.; IKEDA, Y.; CASTRO FILHO, B. M.; GAETA, S. A; LORENZZETTI, J. A; STEVENSON M. R. Experiment studies circulation in the western South Atlantic. **EOS Trans. Am. Geophys**, v. 77, n. 27, p. 253-259, 1996.

CANDELLA, R. N. Correlação temperatura X salinidade e variação sazonal da Água Central do Atlântico Sul no quadrado de Marsden 376. **Pesquisa Naval**, Rio de Janeiro, v. 12. p. 35-39, 1999.

CASTELÃO, R. M.; CAMPOS, E. J. D.; MILLER, J. L. A modelling study of coastal upwelling driven by wind and meanders of the Brazil current. **Journal of Coastal Research**, v. 20, n.3, p. 662- 667, 2004.

CASTRO, B. M. **Correntes e massas de água da Plataforma Continental Norte de São Paulo**. Tese (Doutorado em Oceanografia) – Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

CASTRO FILHO, B. M.; MIRANDA, L. B. Physical oceanography of the western atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S. **The Sea**, Oxford: John Wiley & Sons, v. 11, n. 1, p. 209-251, 1998.

CARVALHO, A. G.; CABRAL, P. A.; FERNANDEZ, A. M. Correlação entre o campo de vento médio e um índice que define a intensidade da ressurgência na região do Cabo Frio (23°S / 42°W) através da análise de dados orbitais (QUIKSCAT / AVHRR) In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, 11, 2003, Belo Horizonte. **Anais XI SBSR**. São Paulo: INPE, 2003. p. 1509-1514.

COLBERG, F.; REASON C. J. C.; RODGERS, K. South Atlantic response to El Niño–Southern Oscillation induced climate variability in an ocean general circulation model, **Journal of Geophysical Research**, v. 109, 2004.

DOURADO, M.; OLIVEIRA, A. P. Observational description of the atmospheric and oceanic boundary layers over the Atlantic Ocean. **Revista Brasileira de Oceanografia** , v. 49, p. 49–59, 2001.

EKMAN, V.W. On the influence of the earth's rotation on ocean currents. **Ark. Mat. Astron**, v. 2, n .11, p. 1-52, 1905.

FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A. The effect of coastal upwelling on the sea breeze circulation at Cabo Frio, Brazil: a numerical experiment. **Ann. Geophysicae**, v. 16, p. 866-881, 1998.

GILLIAM, R. C., RAMAN, S.; NIYOGI, D. D. S. Observational and numerical study on the influence of large-scale flow directions and coastline shape on sea-breeze evolution. **Boundary – Layer Meteorol.**,v. 111, p. 275-300, 2004.

GONÇALVES, J. E. **Características e circulação das massas de água no limite oeste do Atlântico Sul entre 20° e 30°**. 2000. Tese (Doutorado em Oceanografia) – Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

Hamilton P. Summer upwelling on the Southeastern Continental Shelf of U.S.A. during 1981 - The structure of shelf and Gulf Stream motions in the Georgia Bight. **Progress Oceanography**, v.19, p. 329-351, 1987.

INNECCO, B. R. **Caracterização biogeoquímica dos sedimentos da área de ressurgência do Cabo Frio, RJ, Brasil**. 2012. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

KÄMPF, Jochen; CHAPMAN, Piers. The functioning of Coastal Upwelling Systems. In: _____. **Upwelling Systems Of The World**. Switzerland: Springer International Publishing, 2016. p.31-65.

KÄMPF, Jochen. Wind-Driven Overturning, Mixing and Upwelling in Shallow Water: A Nonhydrostatic Modeling Study. **Journal Of Marine Science And Engineering**, [s.l.], v. 5, n. 4, p.47-62, 2 out. 2017.

KRAUS, E.B., BUSINGER, J.A.. **Atmosphere-Ocean Interaction**. 2.ed. New York: Oxford University Press, 1994, 362 p.

MÄCHEL, H.; KAPALA, A.; FLOHN, H. Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part I: characteristics of seasonal and interannual variability. **Int. J. of Climatology**, v. 18, p. 1-22, 1998

National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). **Fenômeno de ressurgência costeira na região do Cabo Frio**. Cabo Frio, 2001.

PAIVA, A. M. **Estudo das variações do nível médio do mar em Arraial do Cabo (RJ)**: relatório de pesquisa. Rio de Janeiro, 1993.

RIBEIRO, F. N. D.; SOARES, J.; OLIVEIRA, A. P. A coupled numerical model to investigate the air-sea interaction at the coastal upwelling area of Cabo Frio, Brazil. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 11, n.6, p. 551-572, 2011

ROBINSON, A. R. (Ed.) **Eddies in Marine Science**. Berlin: Springer Verlag, 1983.

RODRIGUES, R.F. **Upwelling at Cabo Frio (Brazil)** 1973. Dissertação (Mestrado em Engenharia Naval) - Naval Postgraduate School Monterey, California, 1973

RODRIGUES, R. R. **Um Estudo Numérico da Ressurgência Costeira do Cabo Frio (RJ)** 1997. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

RODRIGUES, R. R.; LORENZZETTI, J. A. A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. **Continental Shelf Res.**, v. 21, p. 371-394, 2001.

SILVA, G. L.; DOURADO, M. S.; CANDELLA, R. N. Estudo preliminar da climatologia da ressurgência da região de Arraial do Cabo, RJ. In: Encontro Nacional dos Grupos PET – ENAPET, 6, 2006, Florianópolis. **Anais do XI Encontro Nacional dos Grupos PET**. Florianópolis: UFSC, 2006, 11p.

STECH, J.; LORENZZETTI, J. The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. **Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)**, v. 97, n. C6, p. 9507-9520, 1992.

SVERDRUP, H.U.; JOHNSON M.W; FLEMING, R.H. **The oceans, their physics, chemistry, and general biology**. New York: Prentice-Hall Inc, 1942.

TORRES JR., A. R. **Resposta da ressurgência costeira do Cabo Frio a forçantes locais**. 143 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) - COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1995.

THOMSEN, H. Masas de agua características del Oceano Atlantico – parte sudoeste. [s.l.]: **Secretaria de Marina**, H-632, p. 27, 1962.

VALENTIN, J. L. Analysis of hydrobiological parameters in the Cabo Frio (Brazil) upwelling. **Marine Biology**, v. 82, p. 259-276, 1984.

ZUTA, S.; URQUIZO W. Temperatura promedio de la superficie del mar frente a la costa peruana, perfodo 1928–1969. **Inst.Mar peru-Callao**, v. 2 n. 8, p

